Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion

Von

Hans Peter Cornelius

(Mit 2 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 28. Juni 1928)

I. Das Adamellomassiv.

Die Altersbestimmung der Adamellomasse ist ein Problem, das auf direktem Wege nicht, beziehungsweise nur in sehr weiten Grenzen zu lösen ist. Denn Sedimente von der Basis des Lias aufwärts[1] treten mit ihr nirgends mehr in Kontakt; und die ältesten Tonalitgerölle finden sich erst im Diluvium. In dieses recht beträchtliche Zeitintervall fällt die Intrusion; aber es fehlt gänzlich an stratigraphischen Dokumenten, die ihren Zeitpunkt genauer belegen könnten.

Unter diesen Umständen blieben nur indirekte Wege übrig, um sich der Lösung der Frage zu nähern; und einen solchen boten vor allem die Beziehungen zur Tektonik. Salomon[2] hat aus der Tatsache, daß der Tonalit vielfach die steilgestellten Schichten und die Falten des Triasgebirges glatt abschneidet und durchbricht, den Schluß gezogen, daß seine Intrusion jünger sein müsse als die Steilstellung und Faltung, d. h. als ein wesentlicher Anteil der tertiären alpinen Orogenese. Dagegen war eingewendet worden,[3] daß Steilstellung und Faltung an den in Betracht kommenden Stellen möglicherweise auf die Einwirkung der Intrusion selbst zurückzuführen seien — und nicht auf die alpine Orogenese —, womit der obige Schluß seine Stichhaltigkeit einbüßt. Es galt also eine Stelle zu finden, welche Beziehungen des Tonalits zu tektonischen Elementen von größerer regionaler Bedeutung erkennen ließ. Das gelang Spitz,[4] indem er die Aufnahmen Salomon's im Adamellogebiet mit jenen von Porro[5] in den Bergamasker Alpen kombinierte: er konnte zeigen, daß die »Gallineraverwerfung« Salomon's nichts anderes ist als das östliche Teilstück der nördlichsten der großen südgerichteten

---

[1] G. B. Trener, Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das postrhätische Alter der Tonalitzwillingsmasse. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1912.

[2] W. Salomon, Über Alter und Lagerungsform des Adamellotonalits. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1903. — Die Adamellogruppe. Abh. d. Geol. Reichsanst., *21*, 1908/10.

[3] G. B. Trener, Über das Alter der Adamelloeruptivmasse. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1910, p. 91.

[4] A. Spitz, Zur Altersbestimmung der Adamellointrusion. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1915, p. 227.

[5] C. Porro, Le Alpi bergamasche, Milano 1903.

Überschiebungen der Bergamasker Alpen;[1] daß sie vom Tonalit abgeschnitten wird, schien demnach ein ausreichendes Argument für dessen nachtektonisches Alter. Seine Beweiskraft wurde allerdings wieder etwas eingeschränkt durch das Auftreten von Quetschzonen innerhalb des Tonalits in der ungefähren Verlängerung der Gallineralinie, die schon Salomon aufgefunden hatte. Spitz glaubte sie mit großer Wahrscheinlichkeit einer späteren sekundären Phase zuschreiben zu dürfen, welche die Gallineralinie nochmals belebte. Da aber Salomon's Begehungen in dieser Gegend lückenhaft waren und Spitz das Gebiet nicht aus eigener Anschauung kannte, so konnte Schwinner[2] einwenden, daß eigentlich noch niemand gesehen habe, wie der Tonalit die Gallineralinie aufzehre, daß also immer noch mit einer passiven Einbeziehung der Adamellomasse in die Tektonik gerechnet werden dürfe.[3]

Um über das Adamelloproblem ins klare zu kommen, galt es also die Verhältnisse an der Gallineralinie und ihre Beziehungen zum Tonalit nachzuprüfen. Im Anschluß an eine — in erster Linie anderen Zielen dienende — Reise war es mir möglich, im September 1926 einige Exkursionen dortselbst auszuführen. Der hohen Akademie der Wissenschaften spreche ich auch hier meinen ergebensten Dank aus für eine Subvention, welche die genannte Reise ermöglicht hatte.

Dankend hervorgehoben sei auch die Begleitung und eifrige Unterstützung durch meine liebe Frau auf einer dieser Touren. Die Ergebnisse seien hier kurz mitgeteilt. Das beistehende, mit Benutzung von Salomon's Aufnahmen entworfene schematische Kärtchen (Fig. 1) diene zur Orientierung.

Über die Verhältnisse in der Val Rabbia (= unterster Teil der Val Gallinera) habe ich den Darstellungen Salomon's[4] nicht viel hinzuzufügen. Man sieht oberhalb Rino die feinsandigen grauen Schiefer und gelb verwitternden unreinen Kalke der sogenannten Werfener Schichten mit Ostnordoststreichen und steilem Nordnordwestfallen anstehen; nördlich der Val Rabbia aber viel flacher

[1] Übrigens hat auch Salomon diesen Zusammenhang erkannt (Adamello, a. O., 1908, p. 108), ohne daran aber weitere Schlüsse im Hinblick auf Beziehungen zwischen Orogenese und Intrusion zu knüpfen.

[2] R. Schwinner, Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales (Südwesttirol). Verh. d. Geol. Reichsanst. 1917 (vgl. besonders p. 163, Fußnote [3]).

[3] G. Henny, Sur la zone du Canavèse et la limite alpino-dinarique (Bull. des labor. de géologie etc. de l'Université de Lausanne, No. 24, 1918), nimmt an, daß die Gallineralinie von der Intrusivmasse abgeschnitten wird; eigene Beobachtungen gibt er jedoch nicht, aus denen dies klar hervorginge. Die Funktion, die er der Gallineralinie beilegt, als Teil der »alpin-dinarischen« Grenze, hat sich nicht bestätigt — die von Henny angenommene Verbindung quer über die orobische Kette hinweg, existiert nicht (vgl. R. Staub, Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica, Ecl. Geol. Helv., 16, 1920; H. P. Cornelius und Marta Furlani-Cornelius, Bericht über geologische Untersuchungen an der insubrischen Linie im unteren Veltlin, Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien vom 5. November 1925); es braucht daher jene Hypothese hier nicht berücksichtigt zu werden.

[4] Salomon, Adamello, a. a. O., p. 111.

nordfallende Quarzphyllite, in denen der kleine, von Salomon erwähnte Dioritstock steckt. Entlang dem genannten wüsten Graben aufwärts sieht man das Streichen der ersteren Schichten bald nach NO drehen; die gleiche Richtung hält die Dislokation ein, die sie von den Phylliten trennt. Diese folgt ungefähr der Grabensohle; doch sah ich sie aufgeschlossen nur an einer einzigen Stelle unmittelbar im Bache. Man sieht dort den Quarzphyllit mit sehr steil norwestfallender Kontaktfläche aufgeschoben auf eine der gelben Kalkbänke.

Salomon's Karte zeichnet längs dem ganzen Verlauf der Val Rabbia—Val Gallinera eine durchgehende Zone von Trias. Eine solche existiert nun nicht. Vielmehr keilen wenig oberhalb der soeben erwähnten Kontaktstelle die Kalke und Schiefer aus und es treten die sie unterlagernden dickbankigen grauen Sandsteine an die südöstliche Talwand; diese gehören jedenfalls schon dem Perm an. Das

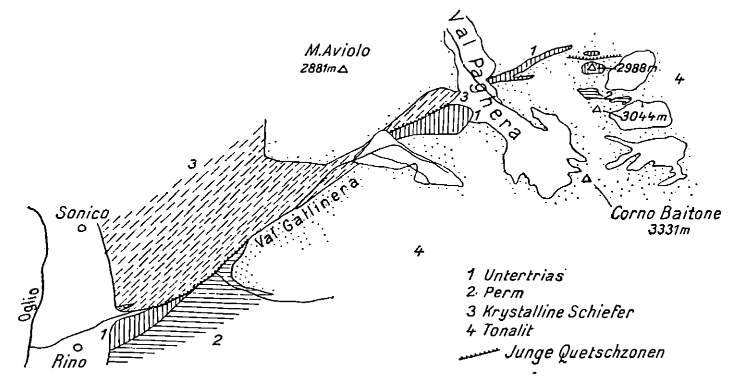


Fig. 1. Kartenskizze der Gallineralinie, 1 50.000.

deutet wohl darauf, daß die Dislokation spitzwinkelig zu den Schichten verläuft. Unmittelbar aufgeschlossen ist sie aber auch auf der nun folgenden Strecke, wo sie Perm und Phyllite trennt, nirgends. Diese beiden Gesteinsgruppen zeigen bald zunehmende Anzeichen von Kontaktmetamorphose; sehr deutlich bei der Einmündung des südlich vom Pizzo Timiline herabziehenden Seitengrabens, auf dessen Nordostseite der Tonalit in nicht mehr großer Entfernung ansteht. Ebenso deutlich aber ist auch häufig starke Zerrüttung der Kontaktgesteine, die wohl auf jüngere Bewegungen zurückzuführen ist. Etwa 1 *km* oberhalb des eben genannten Seitengrabens (wo der von Sonico zur Baita Gallinera führende Steig das Tal überquert) findet auch das Perm (hier sehr stark kontaktmetamorph, graue Quarzite, zum Teil mit Nestern größerer Biotitblätter) sein Ende: es wird mit unregelmäßig zackig verlaufender Kontaktfläche vom Tonalit abgeschnitten. Dieser tritt damit direkt an die Gallineralinie heran, wiederum indessen, ohne daß man seinen Kontakt mit den zu grobem Gneis metamorphosierten Phylliten der anderen Talseite aufgeschlossen sähe. Doch habe ich von hier aufwärts nur mehr ein kleines Stück der Grabensohle begehen können.

Meine Beobachtungen setzen wieder ein auf dem auch von Salomon beschriebenen Wege, der auf der Südseite von P. 2223 zum Schuttboden unter dem Gallinerapaß führt. Er läßt das Durchstreichen der intensiv kontaktmetamorphen und vielfach von Tonalitgängen durchdrungenen Schiefer erkennen. Leider konnte ich nur aus der Ferne die braunen Felsen auf der Südostseite des Tals oberhalb der Baita Gallinera sehen, die jedenfalls bereits in den Südflügel der Dislokation gehören. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sie dem Perm zuzurechnen sind (in Fig. 1 wurden sie jedoch nicht von den Phylliten getrennt). Trias jedenfalls scheint dort noch nicht vorhanden zu sein.

Sie setzt erst oberhalb des erwähnten Schuttbodens (der eine vollständige Lücke in den Zusammenhang der Aufschlüsse reißt) ein, in dem Kamm des Gallinerapasses. Diese Aufschlüsse sind aus der Beschreibung Salomon's (a. a. O., p. 117 f.) bekannt, die ich jedoch in einigen Punkten ergänzen möchte.

Der eine betrifft die ungemein intensive Detailfaltung in den Triasschichten, die sich zwar nicht auf der Gallinera-, wohl aber auf der Pagheraseite des Paßgrates feststellen läßt. Salomon hat sie wohl auch schon beobachtet, doch gibt seine Fig. 38 (a. a. O., p. 121) davon keine genügende Vorstellung. In dem beistehenden Profil Fig. 2 habe ich sie (nach den Aufschlüssen der Ostnordostseite) naturgetreu zu zeichnen versucht, muß dazu allerdings bemerken, daß mein Standort die Einzelheiten an dem nördlichen Abfall des P. 2533 (Salomon's »Cima di Stache«) leider nur undeutlich zu erkennen gestattete, so daß dieser Teil der Zeichnung auf vollständige Exaktheit keinen Anspruch machen kann.

In der Zeichnung sind zwei petrographisch unterscheidbare Glieder innerhalb der Trias auseinandergehalten: 1. dünnschichtige biotitreiche Hornfelse, zum Teil mit amphibolitischen Bändern oder blaßgrünlichen Kalksilikatfelsen und 2. helle, meist gelbgrau anwitternde Marmore, untergeordnet weiße Marmore mit Granat und anderen Silikaten; auch ein gelbes rauhwackeähnliches Gestein findet sich östlich unter der Paßhöhe damit verknüpft. Nach Salomon (p. 119, a. a. O.) entspricht wohl der ganze Komplex den Werfener Schichten; daß auch noch der Zellenkalk darin vertreten sei, hält er entgegen einer früher geäußerten Vermutung für unwahrscheinlich. Es wäre also anzunehmen, daß die Marmorlagen aus den eingelagerten Kalkbänken der Werfener Schichten hervorgegangen seien, die ja auch hin und wieder mit Rauhwacken vergesellt sind.

Die Faltung geht in ihren Dimensionen vielfach herab bis zu feiner Fältelung. Ihre Achsen streichen durchweg NO bis ONO.

Der andere zu erwähnende Punkt betrifft die Dislokation selbst, die zwischen der Trias und den hochkrystallin gewordenen Quarzphylliten auf ihrer Nordwestseite verläuft. Auf der Südwestseite des Passes ist sie zwar gut zu verfolgen, aber meist nicht direkt aufgeschlossen. Sie besitzt den Charakter einer fast senkrechten, im ganzen konkordanten Verschiebungsfläche. Bemerkenswert ist, daß

hier zwischen Phyllithornfelsen und Trias eine Strecke weit ein Gestein auftritt, das makroskopisch einem sehr feingebänderten Biotitgneis gleicht, mit einzelnen größeren Quarzkörnern. Ähnliche Gesteine sah ich in Val Salarno an einer Stelle, wo Salomon's Karte Perm angibt. Sollte es sich auch hier um metamorphes Perm handeln, so wäre das ein Hinweis darauf, daß die Gallineralinie primär aus einer Falte hervorgegangen ist, wofür ja auch manche Erscheinungen an ihrer westlichen Fortsetzung in den Bergamasker Alpen sprechen.

Auf der Paßhöhe beobachtet man das gleiche fragliche Gestein nochmals als 2 bis 3 *m* mächtige, an die südlich aufragenden Triasfelsen gelehnte Platte. Aber es zeigt hier noch etwas: nämlich eine starke innere Zerrüttung, die nur auf tektonische Bewegungen nach der Kontaktmetamorphose zurückgeführt werden kann. Noch aus-

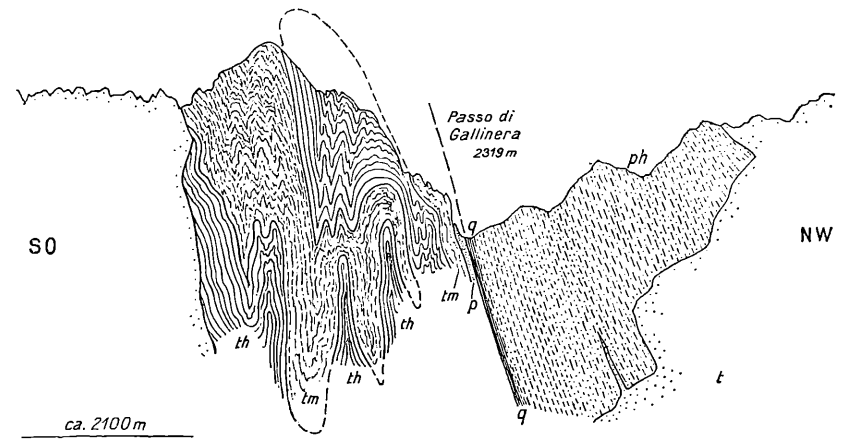


Fig. 2. Profil durch den Gallinerapaßgrat, 1 4000 zirka.

tm = Trias, Marmor } vorwiegend.
th = Trias, Hornfels }
p = Perm?
ph = Phyllit, kontaktmetamorph.
q = Quetschzone.
t = Tonalit (kleinere Gänge sind weggelassen).

geprägter ist das nämliche an den Phyllithornfelsen zu erkennen: durch sie geht unmittelbar auf der Paßhöhe eine förmliche Quetschzone von einigen Metern Breite. Auf dem Nordostgehänge ist sie verfolgbar, so weit die Aufschlüsse hinabreichen, und tritt tiefer unten, auf der Südostseite einer tief in den sonst verschütteten Hang einschneidenden Rinne, nochmals mit besonderer Deutlichkeit zutage. An ihr sind die Phyllithornfelse und ebenso diese durchsetzende Tonalitadern zu typischen, etwa zentimeterdicken Quetschlinsen umgeformt.

In der Val Paghera sind die Aufschlüsse wiederum durch Schutt- und Moränenbedeckung unterbrochen. Und wo sie auf dem östlichen Talgehänge wieder beginnen, da handelt es sich zunächst nur um einen Zug von Werfener Hornfelsen, ringsum von Tonalit umgeben und vielfach von ihm durchtrümert wie das Salomon (p. 121) beschreibt. Sie befinden sich genau in der streichenden Ver-

längerung des südlichen Teils der Trias der »Cima di Stache«, stehen wie dort sehr steil und streichen im Durchschnitt etwa ONO; das deutet darauf, daß es sich hier noch um eine direkte Fortsetzung der Gallinerazunge handelt und nicht um gänzlich aus dem Zusammenhang gerissene Schollen. Diese Trias zieht längs des wüsten Grabens, der südlich vom Westgrat des Corno Giuello (P. 2988)[1] eingeschnitten ist, ein Stück weit empor und weiter auf der Höhe dieses zackigen Grates selbst. Reste anderer kontaktmetamorpher Gesteine fand ich hier nirgends damit vergesellt, wenn schon solche (dunkle quarzreiche Hornfelse) auf der Nordseite im Schutt vorkommen.[2] Ebensowenig sah ich eine Fortsetzung der Quetschzone vom Gallinerapaß (die übrigens, wenn sie ihr Streichen beibehielte, dort zu suchen wäre, wo die italienischen Karten den Passo dell'Avio angeben; aber auch dort und auf dem vorgelagerten, weithin von nackten Felsplatten gebildeten Karboden erspähte ich keine Spur davon). Aus dem Gesagten ergibt sich also die betrübende Tatsache, daß die Begegnung der Gallineralinie mit dem Tonalit unter dem Schutte der obersten Val Paghera erfolgt: sie ist unsichtbar und wird wohl für immer unsichtbar bleiben.

Interessante Aufschlüsse bietet hingegen wieder der Grat zwischen Valle d'Avio und Val Paghera. Die Forcella Giuello, zwischen P. 2988 und 3044, verdankt die braunrote Farbe, durch die sie besonders von W her auffällt, einem Hornfelsvorkommen. Es ist ein dunkles, quarz(und kordierit?)reiches, fast ganz massiges Gestein; ähnliche setzen durch den Nordabfall von P. 3044 auf der Avioseite fort. Vielfach enthalten sie rote Granaten bis zu 1 *cm* Durchmesser sowie Nester von Biotitblättern; gelegentlich sind sie verknüpft mit biotitreichen, deutlich gebänderten Gesteinen. All dies gehört sicher nicht mehr der Trias an, sondern vermutlich dem Perm, und zwar ihrer südlichen Unterlage, der Lagerung nach zu schließen. Doch handelt es sich hier um keine zusammenhängende Zone mehr, sondern nur um eine Reihe von Schollen, die im Tonalit schwimmen. Dieser selbst ist — ebenso wie das Salomon schon von der Ostseite der Val Paghera erwähnt — in hohem Maße schlierig und voll von großen und kleinen, mehr oder minder »verdauten« Einschlüssen.

Auch am Corno Giuello (P. 2988) selbst steckt der Tonalit voll von fremden Schollen. Leider ist es aus der Ferne außerordentlich schwierig, ihre Abgrenzung genau zu erkennen, da der Tonalit selbst hier vielfach stark rostig verwittert; ich bin somit leider nicht in der Lage, eine genaue Zeichnung dieses Berges vorzulegen. Jedenfalls besteht sein Südgrat im unteren Teil noch fast rein aus

---

[1] Auf diesen Punkt und nicht auf P. 3044, welcher in der Alpenvereinskarte den Namen trägt, paßt genau die Beschreibung, welche die Erstersteiger des Corno Giuello von diesem geben. (Erschließung der Ostalpen, herausgeg. v. D. u. Österr. Alpenverein, Berlin 1893). Es ist also anzunehmen, daß sie im Irrtum waren, wenn sie obigen Namen dem P. 3044 (= Ende des Baitone-Nordgrates) beilegten; der herrschende Nebel macht einen solchen Irrtum leicht begreiflich.

[2] Salomon, Adamello, a. a. O., p. 121.

Tonalit. Erst gegen den (höchsten) südlichen Gipfel zu stellen sich die Schollen ein, und zwar hier wieder hellgraue und weiße Marmore mit Silikatknauern und -bändern, Kalksilikatfelse, feine Biotithornfelse (wenn auch wesentlich gröber als am Passo Gallinera), dunkelgrüne, hornblendereiche Lagen: kurz, eine Gesteinsgesellschaft, die wiederum ziemlich sicher auf Werfener Schichten deutet. Schichtstellung auch hier im allgemeinen steil; das Streichen aber ist zum Teil (Ostflanke unter P. 2988) auffallend verdreht, bis N 20° O. Auch am Nordgipfel des Berges stecken noch Schollen von ähnlichen Marmoren und Kalksilikatfelsen; dazu aber treten dort auch solche von biotitgneisartigen Gesteinen, die nur umgewandelte Quarzphyllite sein können. Ihre Ausmaße sind zumeist nicht groß, es handelt sich gewissermaßen um eine Riesenbreccie mit tonalitischem Bindemittel. Zu erwähnen sind endlich die jungen Quetschzonen, die auch hier wieder, und zwar über die Gratlücke zwischen Nord- und Südgipfel durchlaufen. Sie sind sicher posttonalitisch, da sie sowohl den Tonalit selbst wie die eingeschlossenen Schollen betreffen. Im Gegensatz zum Gallinerapaß aber streichen sie hier beinahe O—W.

Östlich unter dem Corno Giuello liegt leider zusammenhängend Schutt. Darunter, in den zur Valle d'Avio abbrechenden Felsstufen, konnte ich keine fremden Schollen mehr im Tonalit wahrnehmen. Mit den skizzierten Aufschlüssen am Corno Giuello, beziehungsweise am Ostsporn von P. 3044 endet also die Gallinerazunge gegen O.

Wir stehen nun also vor der Frage: Sind die beschriebenen tektonischen Erscheinungen an der Gallineralinie jünger oder älter als die Tonalitintrusion?

Jünger sind zunächst ohne Zweifel die mehrfach genannten Quetschzonen. Aber es wäre verfehlt, von ihnen auf die Gesamtheit der tektonischen Vorgänge zu schließen. Zwar folgen sie westlich der Valle Paghera genau der Grenze zwischen Trias und Quarzphyllit, d. h. der Gallineralinie. Aber weiter östlich, am Corno Giuello, ist das keineswegs mehr der Fall; dort trafen wir ja auch noch nördlich der Quetschzone Triasschollen. Nun handelt es sich freilich dort um isolierte Schollen, die möglicherweise im Zusammenhang mit der Intrusion Ortsveränderungen erlitten haben. Allein es ist anzunehmen, daß diese wesentlich nur in vertikaler Richtung erfolgt: daß die Schollen in die flüssige Tonalitmasse eingesunken sind. Die Quetschzonen aber fallen ganz steil nördlich ein; es ist also nicht anders möglich, als daß die Trias schon immer nördlich von ihnen gelegen hat. An der heutigen Verteilung von Trias und Quarzphyllit sind also jene posttonalitischen Quetschzonen unschuldig. Freilich sind die hier nicht die direkte Fortsetzung derer vom Passo Gallinera; allein da anderweitige junge Quetschzonen zwischen Valle d'Avio und Val Paghera bisher nicht bekannt, dürfen sie vorläufig wohl als das mechanische Äquivalent von jener angesprochen werden.

Ebenso sicher wie diese posttonalitischen sind auch schon ältere Bewegungen an der Gallineralinie erfolgt. Und als Begleiterscheinung

von diesen sind die eben abgebildeten intensiven Faltungen in den Werfener Schichten aufzufassen, die mit ihr ja im wesentlichen gleiches Streichen besitzen. Diese als mechanische Folge der Intrusion zu deuten, scheint mir unmöglich: so eng zusammengeklappte Falten sind nur denkbar als Ergebnis einer intensiven scherenden Bewegung. Man müßte denn annehmen, daß eine solche erfolgte, bevor das Tonalitmagma verfestigt war: daß gewissermaßen dessen nördlicher Teil über den südlichen hinauffloß. Aber wieso konnte sich dann die Hauptdifferentialbewegung in der Triaszunge abspielen, anstatt im (doch viel beweglicheren!) Magma selbst?

Und es will mir überhaupt scheinen — in diesem wie in anderen Fällen —, daß mit der Erzeugung von Falten dem Magma etwas viel zugemutet ist. Sichere Fälle dieser Art sind mir nicht bekannt; vielmehr ist des öfteren sowohl am Adamello- als am benachbarten Bergeller Massiv beobachtet worden, daß auch an weit in die Intrusivmasse vorspringenden, fast ringsum von dieser umgebenen Spornen die Schichten in der Regel die Lage behalten, die ihnen auf Grund der allgemeinen Tektonik der Gegend zukommt.[1] Diese Regel verliert erst dann ihre Gültigkeit, wenn es sich um losgelöste und versunkene Schollen handelt. Auf solche Beobachtungen stützt sich ja auch die heute bestbegründete Vorstellung über die Platzgewinnung von Intrusivkörpern, wonach diese durch »Übersichbrechen« erfolgt. Das ist aber ein ganz ruhig verlaufender Vorgang, der für gewaltsame Kraftäußerungen auf das Nebengestein keinen Raum läßt.[2]

---

[1] So Trener, a. a. O., 1912 bezüglich der Cime delle Casinelle. Vgl. auch F. K. Drescher und M. Storz, Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit, Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 54, Abt. A, 1926, p. 254; auch rings vom Granit umgebene Schollenzüge behalten zumeist ihre normale Anordnung bei!

[2] So möchte ich auch vermuten, daß die eigentümliche »ethmolithische« Lagerungsform der Adamellomasse: das mehr oder minder steile Einschießen der Kontaktflächen unter den Tonalit nicht so sehr in irgendwelchen Besonderheiten des Intrusionsmechanismus begründet ist, als vielmehr in der vortonalitischen Tektonik der Umgebung. Denn die Flächen, nach denen sich Schollen lostrennen konnten, waren naturgemäß vielfach Schichtflächen, wo diese steil unter den Tonalit einfallen, da war eine Lostrennung der jeweils hangendsten Schichten, ihr Abgleiten in das Magma hinein leicht möglich und mußte zu ebenfalls unter den Tonalit einfallenden Kontaktflächen führen. Für eine solche Auffassung spricht auch der Umstand, daß im N, wo die Umhüllung des Tonalits von größtenteils steilstehenden krystallinen Schiefern gebildet wird, auch die Kontakte größtenteils steillstehen. Man müßte demnach annehmen, daß die Intrusion des Adamello an der Kreuzungsstelle eines Systems von »alpin« und einer solchen von »judikarisch« streichenden Falten erfolgte; auf das letztere wäre z. B. das plötzliche Abbiegen der großen Camonica-antiklinale unter den Tonalit zurückzuführen, ebenso die nordnordöstlich bis süd-nördlich streichenden Sedimentzungen im S der Gruppe. Übrigens möchte auch Spitz die hammerförmige Gestalt der Adamellomasse durch das Zusammentreffen von lombardischem und judikarischem Streichen erklären; vgl. a. a. O., p. 237. Daß über den Südrand der Adamellogruppe hinaus keine Fortsetzung jener »judikarisch« streichenden Falten zu erkennen ist, vielmehr flach tafelförmige Lagerung der Sedimente Platz greift (vgl. Trener, a. a. O., 1910), scheint zunächst eine Schwierigkeit für eine solche Auffassung zu bilden; sie läßt sich beheben, wenn man annehmen darf, daß die energische Faltung eben das Aufdringen des Magmas in ein höheres Niveau

Was mir grundsätzlich möglich scheint, das wäre die Entstehung einer Sedimentzunge, wie sie eben unsere Gallinerazunge darstellt, durch Einsinken eines Streifens vom Dache; daß sich ein solcher auf die schmale Kante stellte, wäre leicht einzusehen — ist dies doch die Stellung, in der er den Widerstand des umhüllenden Magmas am leichtesten überwinden könnte. Aber gerade im Falle der Gallinerazunge scheitert eine solche Erklärungsweise unbedingt an dem Umstande, daß ihre Schichten außerhalb des Bereiches der Adamellomasse im wesentlichen unverändert weiterstreichen.

So bleibt als mögliche Folge der Intrusion nur noch eine Erscheinung: eine Verbiegung eines solchen schmalen Sedimentstreifens im ganzen, mit steiler Achse, ähnlich wie es Ampferer für die nachträglichen Verbiegungen von Faltensträngen annimmt.[1] Aber im Fall unserer Gallinerazunge ist auch das ohne Bedeutung, höchstens für die im Streichen verdrehten Schollen an ihrem Ostende (vgl. p. 547). Und es ist klar, daß ein solcher Vorgang für unser eigentliches Problem ohne Belang ist.

Wir können also die Möglichkeit, daß die Falten in der Gallinerazunge ein Ergebnis des Intrusionsvorgangs darstellten, außer Betracht lassen. Die Frage lautet also bloß: sind sie vor- oder nachtonalitisch?

Schon die Art, wie die gefaltete Zone am Tonalit abschneidet (vgl. Fig. 2) sowie einzelne Gänge, welche dieselbe durchsetzen, ohne selbst gefaltet zu sein, soweit zu sehen, machen eine Antwort im ersteren Sinne äußerst wahrscheinlich; und ebenso das Fehlen makroskopisch sichtbarer Zertrümmerungserscheinungen.[2] Um aber ganz sicher zu gehen, habe ich Faltenbiegungen auf das Verhältnis von Kontaktmetamorphose und Faltung mikroskopisch untersucht.

In erster Linie handelt es sich dabei um einen Werfener Hornfels aus der stärkst gefalteten Zone auf der Nordostseite der Cima di Stache. Er zeigt braunviolette, grünliche und weiße Lagen bei sehr feinem Korn. Hauptgemengteile Biotit und im Schliffe quarzähnlich erscheinende, aber wenigstens zum Teil zweiachsige Mineralien, die wohl in der Hauptsache als Kordierit, daneben untergeordnet saurer Plagioklas zu deuten sind; wahrscheinlich ist auch Orthoklas vorhanden, wogegen Quarz nicht nachgewiesen werden konnte. Dazu kommen etwas Granat und Chlorit (der nicht aus

begünstigt hat. Übrigens möchte ich ausdrücklich betonen, daß mit dem Obenstehenden gegen die Möglichkeit magmatischer Hebungen, wie sie heute von verschiedenen Seiten angenommen werden, nichts ausgesagt sein soll.

[1] O. Ampferer, Über den Wechsel von Falt- und Schubrichtungen beim Bau von Faltengebirgen. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1915. — Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, 1. Fortsetzung. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., *74*, 1924, p. 65 f.

[2] Eigentümliche Zertrümmerungsprodukte habe ich beiderseits des Passes in der Nachbarschaft der Überschiebung im Schutt gefunden, normale braunviolette Biotithornfelse, durchädert von einem blaßgrünlichen, fast dichten Silikat (mikroskopisch nicht untersucht). Da dasselbe jedoch zweifellos auch der Konktmetamorphose seine Entstehung verdankt, so ist diese Zertrümmerung jedenfalls älter als diese.

Biotit hervorgegangen ist!); als Nebengemengteile Turmalin, Pyrit, Magnetit, Titanit. Schichtenweise Verteilung der Komponenten und normale Hornfelsstruktur; die Biotite sind in einzelnen — makroskopisch braunvioletten — Lagen angereichert, ohne hervorstechende Regelung; nur ein immerhin ohne weiteres hervortretender Bruchteil von ihnen ist parallel der Schichtung geordnet (Weiterwachsen von in paralleler Lage sedimentierten Glimmerfragmenten des Ausgangsmaterials!).[1] Das gilt aber nur für die Faltenschenkel; in den Umbiegungen sehen wir vielmehr eine größere Anzahl von Glimmerblättern in der ungefähren Richtung der Faltenhalbierenden gelagert, d. h. im Sinne eines Clivages.

Das kann nur Abbildung einer vor der Kontaktmetamorphose zustande gekommenen Einregelung von Glimmerkeimen sein. Wäre sie aus bereits umkrystallisierten Hornfels zustande gekommen, so sollte man mechanische Kornverletzungen sehen, die nicht vorhanden sind. Die einzige Möglichkeit bliebe noch, daß die Zusammenfaltung zu einem frühen Zeitpunkt, bald nach dem ersten Eindringen des Magmas erfolgt wäre, bevor dieses noch eine nennenswerte Kontaktwirkung hatte ausüben können; aber sie ist durch die Abhängigkeit der Faltung von der Gallineralinie ausgeschlossen. Wir müssen die Faltung also als vortonalitisch ansehen.

Ein anderer Schliff stammt fast unmittelbar von der Gallineraüberschiebung auf der Südwestseite des Passes. Es handelt sich um ein sehr feinkörniges, blaßgrün und weiß gebändertes Gestein mit deutlicher Fältelung. Im Schliff zeigt es sich zusammengesetzt wesentlich aus Diopsid und einem nicht sicher bestimmbaren farblosen Mineral (einachsig negativ, vielleicht Skapolith?), in unscharf lagenweiser Verteilung. Reine Hornfelsstruktur; Bevorzugung einer Richtung so wenig zu erkennen, wie eine Beziehung der (im Schliff sehr wenig hervortretenden) Fältelung zum Mineralgefüge; auch kein postkrystalliner Eingriff.

Mit diesen Feststellungen ist ein neuer Beweis für nachtektonisches Alter des Adamello auf mikroskopischem Wege gegeben. Es muß aber daran erinnert werden, daß auch Salomon schon ein ähnlicher geglückt ist. Er fand permische Quarzporphyre der Camonicaantiklinale zu Serizitschiefern ausgewalzt und diese nachträglich durch Kontaktmetamorphose umkrystallisiert.[2] In das gleiche Kapitel gehört auch der weitere Fund von deformierten Permkonglomeraten mit ausgezogenen Geröllen im inneren Kontakthof des Baitonegebiets, wobei ebenfalls die Kontaktmetamorphose jünger als die mechanische Deformation ist.[3] Leider gibt Salomon keine näheren Beschreibungen oder Abbildungen dieser interessanten Kontaktgesteine;

[1] Vgl. B. Sander, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermak's Mitt., *30.* 1911, bes. p. 297; sowie Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1914.

[2] W. Salomon, Die Entstehung der Serizitschiefer in der Val Camonica (Lombardei). Bericht üb. d. 40. Vers. d. Oberrhein. Geol. Vereins Lindau 1907, p. 22.

[3] W Salomon, Adamello I, p. 366.

und das mag die Ursache sein, daß diese wichtigen Beobachtungen in der bisherigen Adamelloliteratur[1] mit Stillschweigen übergangen worden sind.

Fassen wir die mitgeteilten Beobachtungen zusammen, so ergibt sich bezüglich des Verhältnisses der Adamellointrusion zu den Bewegungen an der Gallineralinie, daß diese der ersteren teils vorausgegangen, teils nachgefolgt sind. Aber über die Bedeutung dieser beiden Anteile kann kein Zweifel bestehen. Denn mit der gewaltigen Durchfaltung der Triasschichten am Gallinerapaß, wie sie als mechanische Folge der vortonalitischen Bewegung festzustellen ist, läßt sich das, was die nachtonalitische den von ihr betroffenen Gesteinen angetan hat, überhaupt nicht vergleichen. All die oben aufgeführten Quetschzonen sind im Grunde genommen recht kümmerlich, von den von Salomon aus der Gegend des Passo Brizio erwähnten, die als Fortsetzung gegen O in Betracht kommen, scheint dasselbe zu gelten; ja es läßt sich nicht einmal nachweisen, daß sie im Streichen zusammenhängen. So scheint es mir eher zu wenig als zu viel behauptet, wenn ich von der Gesamtbewegung reichlich $90^0/_0$ auf die Rechnung der vortonalitischen Phase setze. Bei einer Gesamtamplitude — ich vermeide den Ausdruck Sprunghöhe, da es sich ja um keine »Verwerfung« im Sinne der Lehrbücher handelt — von vertikal gemessen 2·5 *km* im Minimum[2] käme dabei auf die jüngere Phase immer noch ein Betrag von 250 *m*; ich halte es für alles andere als wahrscheinlich, daß, wenigstens östlich der Val Paghera, ein solcher Wert erreicht wurde. Dagegen ist es durchaus denkbar, daß die nachtonalitische Bewegung gegen W an Amplitude zunahm; und so scheint mir die von Salomon hervorgehobene Tatsache ganz leicht zu erklären, daß der kleine Tonalitstock von Rino auf die Trias, von der ihn die Gallineralinie trennt, keine Kontaktwirkung ausgeübt hat.[3] Denn eine nachträgliche Heraushebung um einige hundert Meter dürfte zur Unterdrückung des selbst nur wenige hundert Meter ausgedehnten Kontakthofes vollkommen genügt haben, ohne daß deswegen die Gallineralinie als Ganzes jünger sein müßte als die Intrusion. Im Gegenteil kann dieser kleine Tonalitstock am ungezwungensten aufgefaßt werden als Apophyse, die der bereits vorhandenen mechanischen Trennungsfläche ein Stück mitgefolgt ist.

So kann ich also bezüglich der jungen Quetschzonen die Vermutung von Spitz durchaus bestätigen, daß es sich da wesentlich nur um eine posthume Neubelebung einer vortonalitischen Bewegungsfläche handelt. Die Adamellointrusion ist jedenfalls jünger

---

[1] Abgesehen von Trener, a. a. O., 1910 (p. 115), der Beweise für das tertiäre Alter der Deformation verlangt. Ich glaube, es genügt der Hinweis, daß die permischen Porphyre und Konglomerate überall jünger sind als die herzynische Gebirgsbildung, daß mithin erst wieder die kretazisch-tertiäre als hinreichend intensiv in Betracht kommt.

[2] Vgl. A. Spitz, a. a. O., p. 232 (Fußnote).

[3] Wenigstens nach den vorliegenden Beobachtungen; vgl. Salomon, Adamello I, p. 110.

als der wesentliche Anteil der Tektonik, wenn ihr auch manche — im O, an der offenbar sehr spät noch stark aktiven[1] Judikarienlinie recht erhebliche — Bewegungen noch nachgefolgt sind: diese schneidet ja, wie auf Salomon's Karte ersichtlich, das Nordosteck der Tonalitmasse ab. Ob es innerhalb der Adamellomasse selbst noch andere junge Quetschzonen von größerer Bedeutung gibt, wird die Zukunft lehren müssen. Gerade sehr wahrscheinlich ist es mir nicht, nach meinen Eindrücken auf allerdings flüchtigen Streifzügen in den Tonalitregionen; Quetschzonen habe ich gesehen in der Gegend des Nordrandes, sowohl beim Aufstieg über die große Steilstufe der Val Paghera als auch auf der Westseite der Val Stavel. Ihre Bedeutung scheint hauptsächlich darin zu bestehen, daß sie der Erosion für das Einscheiden von Schluchten und Rinnen die Wege gewiesen haben; die erfolgte tektonische Verstellung aber ist sicher nicht groß, vielleicht sogar ganz unbedeutend. Wenn es im Adamellotonalit junge Quetschzonen von größerer regionaler Bedeutung gäbe, so sollten dieselben als weithin ziehende Furchen und Schluchten schon landschaftlich auffallen — zumal in den nackten Felsen der Hochregion — und wären schwerlich bis heute der Beobachtung entgangen. Wir sind also vorläufig wohl berechtigt, wenn wir — mit der obigen Einschränkung — die nachtonalitische Tektonik gegenüber der vortonalitischen als relativ unerheblich betrachten.

Das gilt zunächst für die Adamellomasse im engeren Sinn, d. h. den großen nördlichen Hauptteil des Massivs; und selbstverständlich auch für die noch jüngeren kleinen Granitstöcke, welche Trener aufgefunden hat. Die Castello- und Cornoaltomasse hingegen sowie die kleineren basischen Stöcke, die der Genannte von dem Adamellotonalit s. str. als älter abgegliedert hat,[2] können sehr wohl — unbeschadet der magmatischen Blutsverwandtschaft — auch eine oder einige tektonische Phasen mehr erlebt haben. Diesbezüglich bleiben genauere Feststellungen abzuwarten.

Leider stößt ein Versuch, die Ereignisse genauer in die geologische Zeitskala einzuordnen, auf große Schwierigkeiten. Wir dürfen ja die alpine Gebirgsbildung in den Südalpen nicht mehr deshalb als ausschließlich jungtertiären Alters betrachten, weil es in den äußeren Ketten, in denen allein junge, kretazisch-eozäne Schichten erhalten sind, an entsprechenden Diskordanzen aus diesem Zeitabschnitt mangelt. Mit Verhältnissen, wie sie nach Winkler[3] im östlichen Abschnitt der Südalpen herrschen, wird vielmehr auch weiter westlich zu rechnen sein: nämlich mit einer zum Teil sehr wesentlichen Beteiligung alttertiärer und kretazischer, ja selbst oberjurassischer Gebirgsbildungsphasen in inneren Zonen des Gebirges. Tatsächlich gibt es in dem östlich benachbarten judikarischen

---

[1] Vgl. R. Schwinner, Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes (Südosttirol). Ostalp. Formenstudien III/2, p. 109.

[2] Trener, a. a. O., 1912.

[3] A. Winkler, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 16, 1923, p. 53 ff.

Mesozoikum Breccien in der obersten Kreide[1] — mit spärlichem krystallinem Material — und im obersten Jura.[2] Diese sind jedenfalls auf Bodenbewegungen zurückzuführen, wie das Schwinner, a. a. O., auch schon ausgesprochen hat.

Freilich ist es nach allem, was wir in dieser Hinsicht wissen, sicherlich nicht angängig, jenen ältesten Phasen eine solche Bedeutung beizumessen, daß ihnen der überwiegende Anteil der heute sichtbaren Tektonik zugeschrieben werden könnte; gerade jene oberjurassischen Breccien enthalten selbst nur oberjurassisches Material — eine tiefergehende Abtragung ist ihnen mithin nicht vorausgegangen. Dagegen ist es nicht undenkbar, daß etwa in der obersten Kreide oder im Alttertiär bereits der Zustand erreicht war, wie wir ihn beim Aufdringen des Tonalits als bestehend zu denken haben. Sehr wahrscheinlich wurde er erreicht spätestens während der Ablagerung der südalpinen Molasse, die ja mit ihrem großen Reichtum an krystallinem Material auf eine kräftige gleichzeitige oder knapp vorausgegangene Höherschaltung der inneren Alpenzonen schließen läßt.

Allerdings ist das Alter dieser Molasse leider noch immer nicht genauer bestimmbar, ob Oligozän oder Miozän (vgl. später p. 556). Allein es gibt noch einen anderen Weg, um wenigstens mit großer Wahrscheinlichkeit ein jungtertiäres Alter der Adamellointrusion auszuschließen.

Auf ihn führen die neueren Erfahrungen über das Alter der alpinen Oberflächenformen. Freilich liegen über dieselben in diesem Teile der Alpen meines Wissens noch keine genaueren Beobachtungen vor, soweit sie wenigstens für unser Problem eine Rolle spielen;[3] so muß in dem folgenden Gedankengang zunächst gar manches hypothetisch bleiben. Er sei darum hier nur ganz kurz umrissen; genauer hoffe ich darauf in anderem Zusammenhang einzugehen.

Im O der Alpen kennen wir eine über das ganze Gebirge gespannte, in vielen Resten erhaltene alte Oberfläche von wahrscheinlich mittelmiozänem Alter, wie durch die mehrfach festgestellte Verknüpfung mit Sedimenten bezeugt ist.[4] Es liegt nun nahe, mit derselben die zahlreichen hochgelegenen Plateauflächen der Südalpen (bekanntestes Beispiel das Sellaplateau in den Grödner Dolomiten) zu parallelisieren,

---

[1] R. Schwinner, Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales (Südwesttirol). Verh. d. Geol. Reichsanst. 1917, p. 159.

[2] G. B. Trener, Über ein oberjurassisches Grundbreccienkonglomerat in Judikarien (Ballino) und die pseudoliassische Breccie des Mte. Agaro in Valsugana. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1909, p. 162; vgl. auch Schwinner, a. a. O., 1917.

[3] Denn bei Salomon a. a. O. und in der ausführlichen Arbeit von Lehmann (Abh. d. Geogr. Ges. Wien, 11/1, 1920) ist nur die glaziale Morphologie berücksichtigt

[4] So jetzt nach A. Winkler, Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geol. Rundschau 17, 1926. Auf die vorausgehende noch vollständigere Einebnung (»Augensteinlandschaft«) gehe ich hier nicht ein; Anzeichen einer solchen liegen aus unserem Gebiet und seiner weiteren Umgebung nicht vor.

und dort, wo solche nicht mehr erhalten, kann man die »Gipfelflur« als Erbe jener regionalen Verebnung ansprechen,[1] zumal ja öfters die Höhe der ersteren mit der von Verebnungsresten nahe übereinstimmt. So in der Brentagruppe: die Gipfelflur in ihrem mittleren Teile liegt bei 2900 bis 3100 *m* und gerade die beiden höchsten Gipfel, Cima Tosa 3170 *m* und Cima di Brenta 3155 *m*, tragen deutliche Plateaureste.

In der Adamellogruppe — d. h. in ihrem nördlichen und mittleren Teil, ohne die südlichen Seitenkämme — hält die Gipfelflur Höhen von 3200 bis 3500 *m* ein; und auch hier fehlt es nicht an alten Flächenresten. Damit meine ich nicht die bekannten breiten Firnmulden des Mandron- und Lobbiagletschers usw., die den öfters hervorgehobenen plateauartigen Charakter der zentralen Gruppe bedingen; denn das sind bereits immerhin deutlich in eine ältere Gebirgsoberfläche eingesenkte Formen.[2] Vielmehr handelt es sich um einige Stellen auf den höchsten Graten der Presanellakette: am östlichen Vorgipfel (P. 3293) der Busazza, am Monte Cercen und im oberen Teil des Südostgrats der Presanella selbst, die durch Breite und ruhige Formen auffallend von den übrigen zerrissenen und zerhackten Gratstrecken abstechen; auch das oberste, sanfte Firngehänge am Adamellogipfel selbst darf man vielleicht hier anschließen. Besonders an der Busazza sieht man deutlich, wie der Grat gleich, sowie er unter das Niveau der verbreiterten Fläche sinkt, sich in Zacken auflöst. Ich trage daher kein Bedenken, jene trotz ihrer Kleinheit als ältere Flächenreste aufzufassen. Zu einem Plateau freilich lassen sie sich nicht zusammenschließen, nur zu einer Landschaft, welche trotz recht ausgeglichener Formen immer noch sehr merkliche Höhenunterschiede zeigt. Das geht hervor sowohl aus der geneigten Lage aller dieser Reste als auch aus ihrer häufig zu beobachtenden Überhöhung durch benachbarte Gipfel und Gratstrecken, welche zum Teil ansehnliche Beträge ausmacht (z. B. Monte Cercen-Monte Gabbiol = zirka 200 *m*), ohne daß bis jetzt für beides tektonische Ursachen erkennbar wären.

---

[1] R. Schwinner, Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes (Südosttirol). Ostalp. Formenstudien, III, 2, p. 109. Vgl. auch H. P. Cornelius, Ein Bohnerzfund auf dem Latemar. Verh. d. Geol. Bundesanst. 1926.

[2] R. v. Klebelsberg (Zur Morphologie der Lessinischen Alpen. Ostalp. Formenstudien, 3/I, 1921, p. 63) hält sie für das Äquivalent seiner »Alten Gebirgsoberfläche«, d. h. eben der obersten, sanftgewellten Abtragungsfläche im Gebiete östlich der untersten Etsch. Mir will es scheinen, daß man einer solchen dieses »Firnfeldniveau« doch nicht so ohne weiteres gleichsetzen kann, hier wie auch anderwärts. Denn manche dieser Firnmulden — in unserem Falle z. B. Valle dei Frati, Valle Salimmo u. a. — zeigen ein Gefälle (nach den Kurven auf der Alpenvereinskarte von 50% und auch noch darüber), wie es mit solcher Breite — sie beträgt in den angeführten Fällen immerhin mehrere hundert Meter — bei Gebilden eines normalen Erosionszyklus kaum vereinbar sein dürfte. Ich möchte daher glauben, daß an der Entstehung solcher hochgelegenen Verflachungen — auch dort, wo diese Bezeichnung im vollen Sinne zutrifft, wie am Pian della Neve u. a. — Eiserosion (im weitesten Sinne des Wortes) doch einen stärkeren Anteil hat, als ihr heute eine große Anzahl von Morphologen zuzugestehen geneigt ist. Näher auf diese Frage einzugehen ist hier nicht der Ort.

Will man aber aus irgendeinem Grunde diese älteste erkennbare Oberfläche des Adamellogebietes nicht ohne weiteres der genannten miozänen Einebnungsfläche parallelisieren[1] (die auch sicher, mindestens in vielen Teilen der Alpen keine wirkliche Ebene war!), so ist es doch recht wahrscheinlich, daß sie von ihr durch keinen großen zeitlichen Abstand getrennt war.

So ist es kaum zu bezweifeln, daß die heutige Oberfläche des Adamellomassivs Teile enthält, deren Entstehung zum mindesten tief ins Miozän hineinreicht. Diese miozäne Oberfläche aber ist in den Tonalit eingeschnitten, und zwar bereits um einen nicht unbeträchtlichen (wenn auch nicht genauer anzugebenden) Betrag unter seinen Hangendkontakt, von dessen Nachbarschaft ja in der Nordhälfte der Gruppe nirgends mehr ein Zeugnis erhalten ist. Der Tonalit muß also nicht nur intrudiert gewesen sein, als diese miozäne Oberfläche entstand, sondern er muß auch bereits tief hinein erstarrt gewesen sein, ein Vorgang, der bekanntlich bei so großen Intrusivmassen auch beträchtliche Zeiträume erfordern dürfte. Und selbstverständlich ist die Abtragung des Dachs der Intrusivmasse, das Einschneiden von Tälern in diese selbst und die Ausbildung einer — nach allen Anzeichen ziemlich ausgeglichenen — Hügellandschaft auch nicht plötzlich erfolgt. Doch fehlt uns für die Schätzung der abgetragenen Gesteinsmächtigkeit und damit auch der Zeitdauer jeder Anhalt.

Man könnte noch einen weiteren Anhaltspunkt zu gewinnen suchen mit Stellung der Frage: Wie verhalten sich die nachtonalitischen Bewegungen an der Gallineralinie zu jener miozänen Oberfläche? Doch ist deren Erhaltung zu fragmentarisch, um eine sichere Antwort darauf zuzulassen. Immerhin darf man wohl sagen, daß sie von größeren Verschiebungen hier nicht mehr betroffen worden ist; denn die Gallineralinie bedingt keine Stufung in der Gipfelflur,[2] wie das z. B. die Judikarienlinie tut.

Jedenfalls glaube ich auf Grund des zuvor Gesagten folgern zu dürfen: Die obere Altersgrenze für die Adamellointrusion liegt sicher etwa in der Mitte, sehr wahrscheinlich an der Untergrenze des Miozän. Als wahrscheinliches Alter können wir mithin auf Grund der sichtbaren Beziehungen zu Tektonik und Morphologie den Zeitabschnitt von der Oberkreide bis Mitte Tertiär ansehen. Dies Ergebnis kommt recht nahe dem, welches Salomon auf anderem Wege erzielt hat.

Es wurde mit Absicht unterlassen, in die vorliegende Argumentation Analogien zu anderen alpinen Intrusivmassen einzuflechten.

---

[1] Die verschiedene Höhenlage im Brenta- und Adamellogebiet wäre dafür kein Hindernis; sie läßt sich ungezwungen auf spätere Bewegungen an der Judikarienlinie zurückführen. Vgl. Schwinner, a. a. O. (1923).

[2] Man könnte sogar eine »widersinnige Stufung« feststellen, indem der gegenüber dem Südflügel (Baitonegruppe) in die Höhe gerückte Nordflügel westlich Valle d'Avio im Vergleich zu jenem um mindestens 300 *m* an Höhe zurückbleibt. Aber daran ist die Gallineralinie selbstverständlich unschuldig.

Solche, beruhend auf Magmaverwandtschaft und auf geographischer Anordnung, sind ja öfters[1] hervorgehoben worden und können als bekannt gelten; allein sie gestatten keinen sicheren Rückschluß auf zeitliche Beziehungen.[2] Damit soll jedoch keineswegs behauptet sein, daß nicht von den periadriatischen Massen noch eine ganze Reihe mehr oder minder sicher der jungen, kretazisch-tertiären Intrusionsphase zugesprochen werden können. Kurz besprochen aber sei hier nur eine von ihnen:

II. Das Disgrazia- oder Bergeller Massiv.

Für dessen Altersbestimmung liegen mehr Daten vor als im Falle des Adamello. Die umgebenden Sedimente einschließlich des jüngsten sichergestellten: des Lias,[3] werden durchbrochen und am Kontakt verändert, ebenso auch die wohl noch postliasischen Ophiolithe. Desgleichen ist bekannt, daß die Granite und Tonalite dieses Massivs nicht nur Detailfalten in ihrer Umhüllung rücksichtslos durchsetzen, sondern auch Deckengrenzen, ja die gesamte hochpenninisch-unterostalpine Wurzelzone in Val Masino quer abschneiden.[4] Und endlich ist bekannt, daß sich ganz zweifellose Gerölle des Disgraziagranits in der südalpinen Molassenagelfluh der Gegend von Como finden.[5] Daraus wurde nun geschlossen, daß die Intrusionen dieses Massivs einerseits jünger sind als die ostalpinen und penninischen Deckenbewegungen, anderseits älter als die südalpine Molasse. Beides mit vollem Recht. Was ist nun damit gesagt bezüglich der Einordnung ins stratigraphische Schema und weiter in die Phasen der alpinen Orogenese?

Was zunächst die Nagelfluh von Como betrifft, so gilt diese auf Grund einer neueren Untersuchung[6] als wahrscheinlich burdigalisch-vindobonisch. Leider sind stratigraphisch verwertbare Fossilien, welche das beweisen würden, bisher noch nicht gefunden;[7] den einzigen Anhaltspunkt liefern Gerölle eines Lithotamnienkalkes, der *Ostrea callifera* Lam. enthält und deshalb als Tongrien-Stampien

---

[1] Zuletzt von P. Niggli, Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., *2*, 1922, p. 169.

[2] P. Niggli schreibt bezüglich der chemischen Verwandtschaft alter und junger Magmen: »Da einige dieser alten Provinzen innerhalb des Alpenbogens liegen, ergibt sich von selbst die Unmöglichkeit einer Abgrenzung präalpiner und alpiner bis postalpiner Eruptivgesteine auf Grund der Analysenbefunde« (a. a. O., p. 190).

[3] R. Staub, Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vierteljschr. Naturf. Ges. Zürich 1918.

[4] H. P. Cornelius, Geologische Untersuchungen in den italienischen Teilen Albigna-Disgraziamassivs. Geol. Rundschau 1915.

[5] Alb. Heim, Geologie der Schweiz. II, p. 64.

[6] Martha Pfister, Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuß der Alpen. Diss., Zürich 1921.

[7] Auf Grund eines fragmentarischen Restes von *Prodremotherium* sp. wollte De Alessandri (Osserv. geol. sulla creta e sull'eocene della Lombardia; Atti soc. ital. scienze nat., *38*, 1899) die Ablagerung ins Tongrien stellen. Doch ist dieser Anhaltspunkt wohl zu dürftig. Repossi (Il conglomerato di Como. Rendic. Accad. dei Lincei, *31*, 1922, p. 262) hält sie für jünger, ohne vorerst Gründe dafür anzugeben.

betrachtet wird. Das kann indessen für die obige Altersdeutung der Nagelfluh nicht als genügend betrachtet werden, beweist vielmehr nur eine Erosionslücke zwischen ihrer Ablagerung und der jenes Lithotamnienkalkes. Wie lange diese Lücke gedauert haben kann, das zu beurteilen fehlt jeder Anhaltspunkt; und es muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die Nagelfluh schon im Aquitan, ja im Stampien abgesetzt worden ist; die jüngst erfolgte stratigraphische Umordnung großer Nagelfluhkomplexe in den Nordalpen gibt jedenfalls zu denken.

Aber betrachten wir die Altersdeutung Burdigal-Vindobon als richtig, so ergibt sich für die obere Altersgrenze der Bergeller Intrusionen etwa Altmiozän, wie im Falle des Adamello. Gibt es weitere Beobachtungen, die dies Ergebnis zu stützen oder einzuschränken geeignet sind?

Die Morphologie lehrt uns in diesem Falle nichts Neues. Wohl gibt es, und noch viel schöner als im Adamellogebiet, auf einzelnen Gipfeln Reste alter sanftgeformter Landflächen: so auf dem Pizzo Porcellizzo 3075 *m* und auf dem Pizzo Altare (2916 *m* = Pizzo Trubinasca der Schweizer Karten) in Val Codera; vielleicht gehören auch noch einige winzige (daher fragliche) Reste auf Pizzo Cengalo (3378 *m*), Cima di Castello (3402 *m*) hieher. Aber die Hügellandschaft, auf welche diese Reste zurückzuführen sind, kann selbst (auf Grund von ostalpinen Analogien; vgl. oben) nicht älter sein als mittel- oder allerfrühestens altmiozän. In bezug auf das Alter des Granits, in den diese alte Oberfläche tief eingeschnitten ist, besagt sie also jedenfalls nicht mehr als die Gerölle in der Nagelfluh von Como.

Dagegen kann für die Altersdeutung der tonalitischen Gesteine dieses Massivs (und der analogen weiter im W) von großer Bedeutung sein, die weitgehende chemische Übereinstimmung mit dem Taveyannazsandstein des nordalpinen Flyschs, die Niggli[1] nachgewiesen hat. Derselbe enthält dioritisches Trümmermaterial in reichlicher Menge, für das ein anderer Herkunftsort nicht zur Verfügung steht als die genannten, vielleicht bis zur Eruption an der Oberfläche gelangten Massive. Sein Alter wurde bis vor kurzem stets als Unteroligozän betrachtet, bis vor einigen Jahren Lugeon[2] Fossilien darin fand, auf Grund deren er ihn ins Priabonien versetzt.

Allerdings scheint mir nun noch eine Schwierigkeit zu bestehen für die Ableitung des Taveyannaztuffmaterials von periadriatischen »Vulkannarben«: ich meine damit nicht die zeitlichen Verhältnisse (siehe unten), sondern die räumlichen. Die heutigen Lagerstätten

---

[1] P. Niggli, a. a. O. Die ersten auf einen solchen Zusammenhang bezüglichen Vermutungen hat R. Staub geäußert; vgl. Neuere Ergebnisse d. geolog. Erforschung Graubündens. Ecl. geol. Helv., *16*, 1920, p. 23 f.

Nach Argand stammte das Material des Taveyannazsandsteins eher von Traversella als vom Bergeller Massiv; vgl. Actes Soc. Helvet. Sciences nat., Neuchâtel 1920, II, p. 23 f.

[2] M. Lugeon, Sur l'âge du grès de Taveyannaz. Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges., Zermatt 1923, II, p. 136.

des Taveyannazsandsteins in der Ostschweiz sind vom Bergeller Massiv rund 75 *km* entfernt; der Abstand der Westschweizer Vorkommen von Biella-Traversella ist noch größer. Nun befinden sich diese Vorkommen alle in helvetisch-autochthonem bis parautochthonem Gebiet oder, im W, in einer verhältnismäßig tiefen (Diablerets-) Decke; ihr ursprünglicher Abstand von den vorausgesetzten Eruptionspunkten muß (da sie die helvetischen Bewegungen miterlitten haben) noch bedeutend größer gewesen sein, sicher wesentlich mehr als 100 *km*. Da müßte man nun erwarten, daß in dem ganzen Umkreis von hundert und mehr Kilometer um die Eruptionsstellen gleichartige Bildungen zur Ablagerung gekommen seien, bei geringerem Abstand sogar in größerer Mächtigkeit und gröberer Ausbildung (und zwar sowohl im Falle, daß es sich um Tuffe im engeren Sinne handelt, als auch im anderen, daß wir es mit mechanisch umgelagertem Detritus eruptiver Gesteine zu tun haben). Davon ist aber nichts bekannt; und doch gibt es in höheren helvetischen und ultrahelvetischen Decken reichlich Sedimente vom Alter der Priabonien. Für die alte Auffassung als Unteroligozän fiele diese Schwierigkeit weg, da so junge Sedimente primär südlich des Ablagerungsgebietes des Taveyannazsandsteins nirgends mehr erhalten sind. Jedenfalls liegt hier noch eine Unklarheit vor, die es leider einstweilen verbietet, mit dem Taveyannazsandstein als sicherem Anhaltspunkt für die Altersbestimmung periadriatischer Intrusionen zu rechnen; und es kann der Zusammenhang beider Bildungen, so sehr er als Lösung eines alten Rätsels zu begrüßen wäre, noch nicht als bewiesen gelten.

Als sichere obere Altersgrenze für das Bergeller Massiv bleibt demnach vorläufig das Altmiozän bestehen; doch ist mit einer vielleicht beträchtlichen Erniedrigung derselben als wahrscheinlich zu rechnen.

Hier ist noch eines nachzutragen: bis jetzt wurde von dem Bergeller Massiv als einer Einheit gesprochen. Tatsächlich ist dasselbe aus altersverschiedenen Teilen zusammengeschweißt; zwar sind ihrer (soweit bisher bekannt) nicht so viele wie im Falle der Adamellomasse, doch sind sie dafür petrographisch desto deutlicher geschieden. Im wesentlichen sind es zwei:[1] ein älterer südlicher tonalitischer und ein jüngerer nördlicher granitischer (der selbst wieder aus zweien, dem eigentlichen Bergeller [Disgrazia-]Granit und dem noch jüngeren[2] Granit von Novate-S. Fedelino besteht). Es ist durchaus denkbar, daß das Zeitintervall zwischen beiden groß genug ist, um auch in der stratigraphischen Stufeneinteilung zum Ausdruck zu kommen. So wird der Zusammenhang mit der Taveyannazeruption, wenn er sich erweisen läßt, nur den tonalitischen Anteil als unteroligozän oder obereozän stempeln; der granitische kann deswegen sehr wohl noch oberoligozänen, auch untermiozänen Alters sein.

---

[1] Das hat Cloos übersehen, wenn er (Zur Tektonik alpiner Granitplutone. Geol. Rundschau, *18*, 1927, p. 397, Anm. 2) die Wurzel der Granitintrusion dem nach Bellinzona fortsetzenden Tonalitzug sucht.

[2] E. Repossi, Osservazioni geologiche e petrografiche sulla Bassa Valle della Mera (Alpi Lombarde). Atti soc. ital. sci. nat., *53*, 1914, p. 253.

Doch gilt gerade für den letzteren diese aus den Nagelfluhgeröllen abgeleitete obere Altersgrenze.

Im Gegensatz dazu gilt die aus dem Abschneiden der Wurzelzone abgeleitete Altersbestimmung schon für die ältere, tonalitische Intrusion. Neuere Beobachtungen erlauben aber, deren Verhältnis zu den tektonischen Bewegungen noch schärfer zu fassen.

Schon aus der obigen Minimalgrenze für das Alter beider Bergeller Intrusionen ging hervor, daß dieselben nicht jünger als die Gesamtheit der alpinen Tektonik sein können, die ja an den Gebirgsrändern miozäne Sedimente noch sehr lebhalt in Mitleidenschaft zieht. Tatsächlich hat auch Staub bereits gefunden, daß es einzelne junge Quetschzonen innerhalb des Granits gibt. Ihre Bedeutung ist verhältnismäßig sehr gering. Soweit mir eigene Beobachtungen über sie zur Verfügung stehen — sie betreffen allerdings in der Hauptsache nicht im Granit selbst, sondern in seiner westlichen, gewaltig entwickelten Kontaktzone (in Val Codera) auftretende Quetschzonen — handelt es sich dabei vorwiegend um Transversalverschiebungen. Ihr Verschiebungsbetrag beläuft sich, soweit feststellbar, auf höchstens wenige Zehner von Metern; das Gefüge des durchschnittenen Gesteins lassen sie schon in wenigen Metern Abstand gänzlich unbeeinflußt. Dagegen hat die an der Verschiebungsfläche selbst erfolgte intensive Zertrümmerung für die Erosion vorzügliche Angriffspunkte geschaffen; infolgedessen sind diese Querverschiebungen — ganz ebenso wie etwa die in allen Belangen ähnlichen in den Dolomiten[1] — zu tiefen, oft auffällig gerade verlaufenden Schluchten und Rinnen ausgestaltet, die zum Teil schon auf den topographischen Karten[2] zum Ausdruck kommen (z. B. Val Piana u. a.).

Handelt es sich hier also um verhältnismäßig geringfügige postgranitische Bewegungen, so hat das Tonalitmassiv entsprechend seinem höheren Alter bedeutend mehr erlitten: es ist von einer großen Bewegungsfläche in Mitleidenschaft gezogen, nämlich von der »insubrischen Linie«. Ich habe kürzlich darauf hingewiesen,[3] daß dieselbe westlich des Comersees die Kontaktzone des Tonalits anschneidet und an nichtmetamorphe Trias heranrückt, und daß im Tonalit selbst parallele Bewegungen von N gegen S, dort nachweisbar sind. Das Ausmaß dieser nachtonalitischen Bewegung ist zahlenmäßig nicht genau anzugeben, aber sicher sehr beträchtlich; denn die Trias ist bis unter den Spiegel des Comersees (197 *m*) eingefaltet, während der Tonalit in geringer Entfernung Berge von fast 3000 *m* Höhe bildet. Es ist auch durchaus denkbar, daß die Steilstellung und zum

---

[1] Vgl. H. P. Cornelius und Marta Furlani-Cornelius, Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 56, Abt. B, 1926.

[2] Trotz der reichlich schematischen Darstellung auf allen existierenden! Noch am besten ist der Überdruck Splügenpaß des Schweizerischen Siegfriedatlas, 1 50.000.

[3] Anzeiger Akad. d. Wiss., Wien vom 2. Dezember 1926. Eine ausführliche Darstellung aller auf die insubrische Linie bezüglichen Feststellungen befindet sich in Arbeit.

Teil südliche Überkippung der Wurzelzone jünger ist als die Tonalitintrusion; ebenso, daß die eigentümliche Gestalt des Tonalitmassivs, das gegen W in einen langen (ungefähr) dem Schichtstreichen folgenden Schwanz ausläuft, wenigstens zum Teil durch nachtonalitische Bewegungen bedingt ist; und endlich, daß auf solche auch wenigstens teilweise die Schieferung des Tonalits zurückzuführen ist, die gerade in diesem westlichen Teilstück fast durchwegs sehr ausgesprochen, aber auch sonst vielfach in geringem Grade nachweisbar ist.[1] Das sind lauter Fragen, deren Lösung vorläufig noch aussteht.

Wir können also in der Umgebung des Disgraziamassivs unterscheiden.

1. Vortonalitische Bewegungen: das sind alle alpinen Deckenbewegungen (unterostalpin-penninisch). Alter sicher voruntermiozän, eventuell, wenn die Ableitung des Taveyannazsandsteins von hier zu Recht besteht, vorunteroligozän, beziehungsweise vorobereozän.

2. Nachtonalitische, aber vielleicht zum Teil (inwieweit dies der Fall, läßt sich vorderhand nicht sicher entscheiden) vorgranitische Bewegungen. Heraushebung des Wurzelgebiets und Überschiebung nach S an der insubrischen Linie. Das ist die »insubrische Unterschiebung« Argand's.[2]

3. Nachgranitische Bewegungen: untergeordnete Verschiebungen an Brüchen. Alter spätestens untermiozän und jünger.

Das ist eine ganz ähnliche Phasengliederung wie am Adamello. Auch dort fanden wir die weitaus größten Bewegungen älter als die Intrusion; auch dort folgten dieser nur mehr verhältnismäßig untergeordnete nach, abgesehen wiederum von einer Hauptdislokation: der Judikarienlinie, die noch nachtonalitisch beträchtliche Verstellungen vermittelt hat.[3] Es ist auch auf die wenigstens qualitative Übereinstimmung in der Intrusionsfolge hinzuweisen, die beiderorts von Tonaliten zu Graniten fortschreitet (in quantitativer Hinsicht freilich verhalten sich die beiden Massive darin gänzlich verschieden). Es ist aber anderseits zu warnen vor einer Überschätzung dieser Analogien. Denn es existiert bis jetzt keine Beobachtung, die es z. B. gestatten würde, die einzelnen tektonischen und Intrusions-

---

H. P. Cornelius, Geol. Rundschau 1915, a. a. O.

Argand (Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv., *14*, 1916) denkt sich die insubrische Bewegung in zahlreichen Phasen über das ganze Jungtertiär verteilt, mit abnehmender Intensität. Damit läßt sich die obige Feststellung wohl vereinbaren. Gegen die Einreihung der insubrischen Phase an der Obergrenze des Pliozäns bei Heim (Geol. d. Schweiz, p. 882) hat aus morphologischen Gründen W. Schmidt Stellung genommen (Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., *73*, 1923, p. 255) und dieselbe als alt- oder vormiozän betrachtet. Mit letzterer Annahme würde das hier Vorgebrachte sehr gut harmonieren; freilich wird es unmöglich, mit der insubrischen Bewegung den Aufschub der helvetischen Decken auf die Molasse in Beziehung zu bringen (vgl. unten!).

Die insubrische (Tonale-)Linie wird wohl jünger sein, auch gegenüber der Adamellointrusion (mindestens teilweise); doch greift sie nicht in die Adamellomasse ein.

phasen hier und dort einander im strengen Sinne des Wortes zeitlich gleichzusetzen. Schon die verschiedene tektonische Situation der beiden Massive — das eine im nordbewegten Decken- und Wurzelland, das andere in den Südalpen — gebietet Vorsicht. Und es ist gerade bei magmatischen Prozessen durchaus wahrscheinlich, daß sie — mögen sie auch durchaus parallel an verschiedenen Orten vor sich gehen — doch verschieden lange Zeit brauchen. So ist es trotz der erwähnten Übereinstimmungen im Verhalten beider Massive zur Tektonik immer noch sehr wohl denkbar, daß auch in geologischem Zeitmaß noch ein Altersunterschied zwischen ihnen besteht.

Die besondere Bedeutung, welche jener Phasengliederung am Bergeller Massiv zukommt, liegt nun aber darin, daß sie Rückschlüsse auch auf die zeitliche Einordnung der tektonischen Vorgänge gestattet. Sie zeigt, daß spätestens im Untermiozän die Tektonik der inneren Alpenzonen bereits so gut wie fertig war, zu einer Zeit also, der an den Rändern des Gebirges noch große Bewegungen nachgefolgt sind: nicht bloß am Südrand, wo überhaupt die unmittelbar feststellbare Bewegung im wesentlichen jünger ist als die Molasse, sondern auch am nördlichen, wo die Faltung der Molasse und die Aufschiebung der helvetischen Decken auf dieselbe sich ebenfalls noch später ereignet haben. Damit gleichzeitig ist aber in der penninisch-unterostalpinen Zone, in die das Bergeller Massiv intrudierte, nichts mehr erfolgt als einige unbedeutende Verschiebungen, die für das tektonische Gesamtbild jener Zone so gut wie belanglos sind (wenn man absieht von der insubrischen Bewegung, deren größtenteils nachtonalitisches Alter feststeht); was jener Zone ihr eigentliches Gepräge gibt: die großen »fließenden« Deckenbewegungen, sie waren längst abgeschlossen.[1] Wenn die Parallelisierung: Disgraziatonalit-Taveyannazsandstein richtig ist, waren sie sogar schon abgeschlossen vor dem Beginn jeglicher Deckenbewegung im helvetischen Gebiet überhaupt (der ja immerhin wesentlich früher erfolgt sein kann als der Aufschub auf die Molasse).

Es sei hier nur angedeutet, daß dies Ergebnis für die Mechanik der Gebirgsbildung von einiger Bedeutung sein wird. Denn es scheint mir zu zeigen, daß man den Bewegungen der Außenzonen doch einige Selbständigkeit gegenüber dem penninischen und ostalpinen Deckensystem zugestehen muß eine Selbständigkeit, die ihnen gelegentlich abgesprochen worden ist. Insbesondere gilt das für die helvetische Zone, die mir als jüngere Außenkette selbständiger Entstehung besser verständlich scheint denn als Ergebnis einer Fernwirkung penninischer und ostalpiner Schübe, oder auch der insubrischen Bewegung; denn die letztere hat zwar die unmittelbare Nachbarschaft der insubrischen Linie sehr energisch in Mitleidenschaft gezogen, in wenigen Kilometer Entfernung — etwa im Innern der

---

[1] Auch H. Stille (Die sogenannte Rückfaltung des Apennin. Nachr. d. Ges. d. Wiss., Göttingen, math.-phys. Kl., 1927, p. 292) setzt die Hauptfaltung der Westalpen in die voroligozäne, pyrenäische Phase!

Tonalitmasse des Monte Spluga — ist schon keine Spur von ihr mehr nachweisbar. Wie sollte man da annehmen, daß sie sich 70 *km* weiter nördlich auf einmal wieder ausgetobt habe?

Wir kehren also zurück zum altbekannten »zonaren Wandern der Faltung«, auf das auch jüngst Cadisch[1] wieder hingewiesen hat. Doch geht aus seiner Darstellung noch nicht die ganze Bedeutung dieses Vorgangs hervor: daß nämlich die orogenetische Tätigkeit in ihren späteren Phasen im Innern der Kette fast ganz — abgesehen von der insubrischen Linie — zur Ruhe gekommen ist und sich in die Außenzonen verlegt hat. Diesen Nachweis gestatten uns die Beziehungen der jungen Intrusivmassen zur Tektonik.

---

[1] J. Cadisch, Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Geol. Rundschau, *19*, 1928, p. 105.